



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هفدهم، شماره ۵۹
پاییز ۱۳۹۶، صفحات ۲۸۹-۳۰۹

*سعید بساطی^۱
داریوش یاراحمدی^۲

اندرکنش نوسان مدیترانه شرقی بر تغییرات زمانی بارش غرب ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۲۷

چکیده

تغییرات بلندمدت و پیش‌بینی بارش وابسته به تغییرات سیگنال‌های اقلیمی جوی-اقیانوسی است. با توجه به این موضوع، بررسی ارتباط بارش ایستگاه‌های غرب کشور و نوسان مدیترانه شرقی مهم‌ترین هدف این مطالعه می‌باشد. هاتزاکا و فلوکاس با استفاده از روش‌های تحلیل همبستگی و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)، الگوی را که دو هسته‌ی آن در شرق مدیترانه و شمال شرق اقیانوس اطلس و در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار دارد شناسایی نمودند که الگوی مدیترانه شرقی (EMO) نام‌گذاری گردید. برای شناسایی رابطه میان بارش غرب ایران و نوسان مدیترانه شرقی، مقادیر این شاخص با داده‌های نرمال شده بارش ایستگاه‌های غرب کشور با استفاده از تحلیل همبستگی پیرسون، روند خطی و پلی‌نومیال، مقایسه و مورد بررسی قرار گرفت. نتایج مطالعه نشان می‌دهد که بارش در ایستگاه‌های نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه در فاز مثبت از ۵ تا ۴۱ میلی‌متر افزایش و در فاز منفی از ۴ تا ۲۰ میلی‌متر کاهش داشته است. همچنین نیمه شمالی برعکس نیمه جنوبی در فاز مثبت با کاهش بارش و در فاز منفی با افزایش بارش تا حداکثر ۸ میلی‌متر روبرو بوده است. همچنین تأثیر الگوی مدیترانه شرقی بر بارش غرب ایران در فصل بهار ضعیف‌تر از فصل زمستان بوده است. تأثیر الگو بر بارش در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قوی‌تر بوده است.

کلیدواژه‌ها: پیوند از دور، نوسان مدیترانه شرقی (EMO)، بارش، غرب ایران.

E-mail: S.basati55@yahoo.com

*۱- دانش آموخته دکتری آب‌وهواشناسی، دانشگاه لرستان (نویسنده مسئول).

۲- گروه علوم جغرافیایی، دانشکده ادبیات، دانشگاه لرستان.

مقدمه

اصطلاح الگوی پیوند از دور به ارتباط معنادار ناهنجاری گردشی به صورت دوره‌ای، دائمی و ثابت بین دو ناحیه جغرافیایی یا بیش‌تر که در کنار هم و یا دور از هم باشند اطلاق می‌شود. کونته و همکاران^۳ (۱۹۸۹: ۱۲۱-۱۳۷) الگوی مدیترانه را که فازهای آن بین غرب و شرق مدیترانه قرار دارد (تفاوت ارتفاع ژئو پتانسیل استاندارد شده بین قاهره و الجزیره) شناسایی کرده‌اند. دانکلو و جاکوویت^۴ (۲۰۰۳: ۱۸۴۳) نیز علاوه بر الگوی مدیترانه، یک الگوی چرخشی نصف‌النهاری نیز بین جزیره بریتانیا و ایتالیا در زمستان و در سطوح بالای جو شناسایی کرده‌اند. در پژوهش‌های مختلفی که به منظور شناسایی الگوهای گردشی جو انجام شده، اغلب با استفاده از دو رویکرد بوده است: ۱- روش همبستگی که در آن قطب‌های الگو به وسیله ارتباط منفی قوی مشخص می‌شوند. ۲- تجزیه و تحلیل چرخشی مؤلفه‌های مبنا RPCA که در آن بردارهای ویژه ماتریس همبستگی به صورت جداگانه بر طبق سهم آن‌ها از واریانس‌ها ریزمقیاس شده و تعداد متغیرها را به کم‌ترین تعداد می‌رساند و با کاهش تعداد متغیرها و حذف متغیرهای غیر اصلی، محاسبات را راحت‌تر می‌نماید. این دو روش، زمانی که دوقطبی یا الگوهای موجی در تروپوسفر بالا وجود دارند به خوبی باهم هماهنگ هستند و به خوبی آن‌ها را نشان می‌دهند، البته روش دوم برای شناسایی ساختارهای حاکم در سطح دریا مناسب‌تر است که در روش همبستگی این مشخصه ضعیف می‌باشد (هورل^۵، ۱۹۸۱؛ والاس و گوتزler^۶، ۱۹۸۴: ۸۱۲-۷۸۴؛ اسبنسن^۷، ۱۹۸۴؛ بلک مون و همکاران، ۱۹۸۴: ۹۸۱؛ کوشنیر و والاس^۸، ۱۹۸۹؛ فیداس و همکاران، ۲۰۰۴: ۲۰۸-۱۸۵؛ کوتیل و بنروچ^۹، ۲۰۰۲: ۲۸-۱۷، گونزالس و همکاران، ۲۰۰۸). نوسان مدیترانه شرقی^{۱۰} توسط هاتزاکي و فولکاس^{۱۱} (۲۰۰۷: ۷۳۷-۷۲۷) با استفاده از روش‌های بردارهای همبستگی و تحلیل مؤلفه‌های مبنا شناسایی و تعریف شده است که فازهای آن بین شرق مدیترانه و اطلس شمال شرقی در فصل زمستان و در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ و با وضعیت ضعیف‌تری در اوایل بهار و اواخر پاییز دیده می‌شود. هاتزاکي الگوی مدیترانه شرقی (EMO) را در سطح گسترده‌ای در تروپوسفر فوقانی به‌ویژه ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال را با کمک روش همبستگی منفی ۰/۶۷- شناسایی کرده است و نقش دینامیکی رودباد جبهه قطبی و امواج راسبی را عامل ایجاد و تقویت زمستانی آن می‌داند. فازهای آن، یکی در شرق مدیترانه (۲۲/۵ شرقی و ۳۲/۵ شمالی) و دیگری در اقیانوس اطلس شرقی (۲۵ غربی و ۵۲/۵ شمالی) قرار دارد. در فاز منفی ناهنجاری قوی منفی همراه با شرایط چرخشی سیکلونی در تراز ۵۰۰ بر اطلس حکم‌فرماست که آنومالی مثبت قویی همراه با شرایط آنتی سیکلونی و فرونشینی هوای گرم در منطقه مدیترانه شرقی و شمال آفریقا وجود دارد؛ اما در فاز مثبت این

3- Conte et al

4- Dunkeloh & Jacobeit

5- Horel

6- Wallace & Gutzler

7- Esbensen

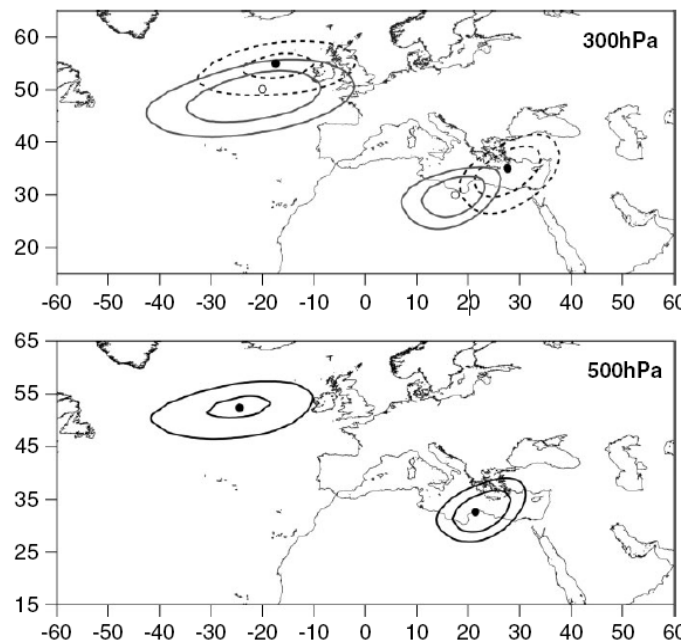
8- Kushnir & Wallace

9- Kutiel & Benaroch

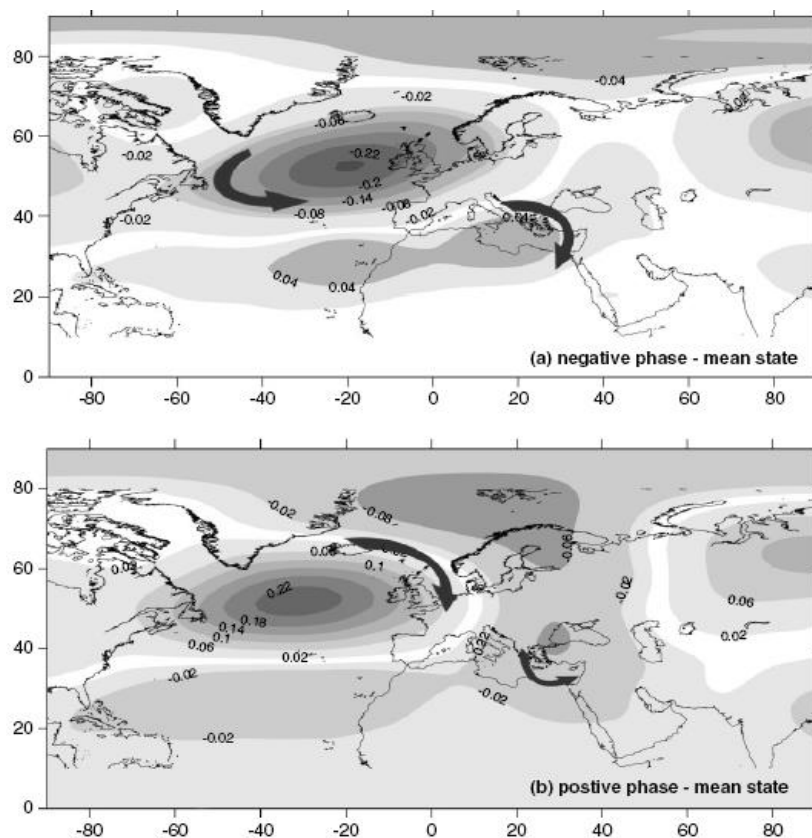
10- Eastern Mediterranean Oscillation (EMO)

11- Hatzaki & Flocas

وضعیت کاملاً برعکس می‌شود. (شکل‌های ۱ و ۲) اختلاف استاندارد ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال را طی فازهای منفی و مثبت را نشان می‌دهد. مشاهده می‌شود که در فاز منفی حالت آنومالی منفی قوی در کل منطقه شمال غربی اطلس حکم‌فرماست که با افزایش گردش سیکلونی مشخص شده است از سوی دیگر وضعیت مثبت آنتی سیکلونی در شرق مدیترانه و شمال آفریقا به وجود آمده است. کوتیل و بناوچ (۲۰۰۲) و هاتزاک و همکاران (۲۰۰۷) رابطه این شاخص را با سایر الگوها مانند NAO، MOI و NCPI نیز بررسی نمودند و مشخص شد که EMO با NAO و MOI همبستگی معنی‌داری ندارد و در فصل زمستان با شاخص NCPI از ضریب معنی‌دار ولی بسیار ضعیفی برخوردار است، در حالی که بر اساس بررسی‌های ماهانه هیچ ارتباطی باهم نداشتند؛ بنابراین نتیجه گرفته می‌شود که نوسان مدیترانه شرقی وضعیت الاکنگی اقلیمی مستقلی را تشکیل می‌دهد و بخشی از الگوهای شناخته شده در منطقه نیست. پیروتیا و همکاران^{۱۲} (۱۹۹۷: ۲۱۹-۲۱۱) و ماهراس و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که روند مثبتی از ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب حوضه مدیترانه با هسته‌ای مخالف در شرق مدیترانه وجود دارد. پژوهش‌های اخیر نشان داد که این الگو در فازهای زمانی مختلف، دما و بارش منطقه مدیترانه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. در تلاشی دیگر برای شناسایی الگوهای دوقطبی گردشی بارشی این حوضه دانکلو و جاکوبیت (۲۰۰۳) وجود MO را علاوه بر گردش نصف‌النهاری (MMC) پیشنهاد کردند که بین غرب جزایر بریتانیا و شرق ایتالیا در زمستان و بهار و در سطوح فوقانی جو تعریف می‌شوند.



شکل ۱: نقشه پیوند از دور ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز EMO در ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۲: اختلاف آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل استاندارد شده بین فازهای منفی و مثبت الگوی EMO (هاتزاک، ۲۰۰۷)

هاتزاک و فلوکاس (۲۰۱۱: ۱۱۳-۱۱۵) در مطالعه‌ای با عنوان تغییرپذیری آب‌وهوا در شرق مدیترانه، مکانیسم‌های دینامیکی و تأثیر آن بر آب‌وهوای منطقه‌ای با روش آماری پیچیده بنام همبستگی تجزیه و تحلیل کونیکال (RCCA) بررسی نمودند. نتایج پژوهش آن‌ها ثابت نمود که الگو در طول هر دو فاز بر پارامترهای مختلف بارش و دما در منطقه تأثیر شدیدی داشته است. در زمستان فاز مثبت همراه با کاهش دما و افزایش بارش و این وضعیت در طول فاز منفی برعکس می‌شود. در طول فازهای مثبت مدیترانه شرقی ناهنجاری‌ها و شرایط آنتی سیکلونی (سیکلونی) قوی و شدیدی بر اطلس شمال شرقی حاکم است، در حالی که یک ناهنجاری ضعیف سیکلونی (آنتی سیکلونی) در شرق اطلس وجود داشته است که منجر به افزایش گردش نصف‌النهاری (مداری) در اروپا و مدیترانه می‌شود. آن‌ها همچنین، موارد زیر را عامل ایجاد و تشکیل این الگو از نظر تئوری و مکانیسم‌ها می‌دانند: ۱- تولید امواج رزبای از عوامل اروگرافیکی و حرارتی، ۲- انحراف پیچک‌ها از متوسط گردش مداری خود در طول زمان، ۳- اندرکنش استراتوسفر و تروپوسفر. مشخص گردید وقتی که ناهنجاری بالا بر مدیترانه شرقی حاکم شود، نشانه فاز منفی است و میزان بارش کم‌تر از حد طبیعی است و برعکس آن در حالت ناهنجاری در چرخندگی سطوح بالا منجر به افزایش بارش در شرق مدیترانه می‌شود. وقتی که رودباد جبهه قطبی به سمت شمال عقب‌نشینی کرده و رودباد جنب‌حاره‌ای در فاز مثبت قوی می‌گردد، در حالی که در فاز منفی جبهه قطبی مداری شده و جنب‌حاره‌ای غیرفعال می‌شود.

مشخصات دو فاز را تقویت امواج رزبای تعیین می‌کند. در طول فاز مثبت این الگو همراه با یک ناهنجاری حرارتی گرم استوایی هست که فعالیت رزبای تقویت‌شده، درحالی‌که در فاز منفی این شرایط مشاهده نمی‌شود. آن‌ها همچنین در کاری دیگر (۲۰۰۹: ۹۹۲-۹۹۷) که با عنوان تأثیر شاخص مدیترانه شرقی بر آب‌وهوای منطقه مدیترانه با استفاده از روش‌های همبستگی خطی و تحلیل مؤلفه‌های مبنا انجام دادند، نتیجه گرفتند که در فاز مثبت دماهای حداکثر و حداقل ۰/۴ تا ۰/۸ سانتی‌گراد در شرق مدیترانه کاهش یافته است و بر میزان بارش منطقه افزوده شده است؛ اما در فاز منفی بارش در شمال آفریقا و مناطق شرقی مدیترانه تا ۰/۸ میلی‌متر کاهش یافته است و در مقابل دما روندی افزایشی را طی کرده است. در یونان سال‌های گرم و سال‌های سرد، دماهای حداقل و حداکثر، بارش‌های سنگین و فرین‌ها با فازهای منفی و مثبت این شاخص هماهنگی قوی دارد.

با مرور پژوهش‌ها و مطالعات مختلفی که در ایران در ارتباط با همبستگی بین الگوهای دور پیوندی و پارامترهای اقلیمی انجام گرفته، مشخص گردید که طیف وسیعی از تغییرات و نوسانات اقلیمی و هیدرولوژی مانند خشک‌سالی‌ها، طوفان‌ها، سیلاب‌های شدید، رخداد‌های حدی و یخبندان‌ها با سیگنال‌ها و شاخص‌های جوی-اقیانوسی در ارتباطند که این همبستگی در ایران بر اساس مطالعات قویدل و همکاران (۱۳۸۹: ۱۹۲)، مسعودیان (۱۳۸۶: ۳)، خورشید دوست و همکاران (۱۳۸۶: ۶۴)، مرادی (۱۳۸۳: ۳۰-۱۷)، خسروی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۳۱) و غیور و خسروی (۱۳۸۰: ۱۵۸) معنی‌دار ولی ضعیف بوده است. قائمی و عساکره (۱۳۸۲: ۱۳۴-۱۱۶) تقریباً ده درصد از تغییرات دمای مشهد را به نوسان اطلس شمالی نسبت داده‌اند، درحالی‌که در فازهای خنثی، همبستگی آن‌ها ضعیف و بی‌معنی بوده است. صلاحی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۵۱) در پژوهشی با عنوان ارتباط نوسان اطلس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی، همبستگی بارش ایستگاه‌های سراب، میانه، مراغه و اهر با شاخص NAO را به ترتیب ۰/۱۱، ۰/۱۳، ۰/۱۵- و ۰/۲۲- به دست آورده‌اند. عساکره (۱۳۸۲: ۴۵) اعتقاد دارد که میزان تأثیر نوسان اطلس شمالی بر مقادیر دما و بارش ایستگاه‌های مختلف ایران همسان نبوده و روابط غیرخطی نیز قادر به ارائه الگویی برای بیان رابطه NAO با اقلیم ایران نیست. پژوهش‌های مذکور همبستگی ضعیفی بین پارامترهای اقلیم ایران به‌ویژه بارش غرب کشور با شاخص‌های اقلیمی اثبات کرده‌اند و از طرفی دیگر، تاکنون تأثیر الگوی مدیترانه شرقی بر بارش ایران مورد کنکاش قرار نگرفته است. لذا هدف اصلی این پژوهش، بررسی ارتباط بارش غرب ایران با نوسان مدیترانه شرقی (EMO) می‌باشد.

مواد و روش‌ها

شاخص مدیترانه شرقی از اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول سرد سال (به‌ویژه زمستان) به دست می‌آید، بدین منظور ارتفاع ژئوپتانسیل روزانه این ترازها در شرق مدیترانه و شمال شرق اطلس به‌طور جداگانه طی دوره آماری سی‌ساله از ۱۹۸۱/۱/۱ تا ۲۰۱۰/۱۲/۳۱ از پایگاه NCEP NCAR اخذ گردید. برای

میانگین‌گیری وزنی ارتفاع ژئوپتانسیل هسته‌های نوسان مدیترانه شرقی، یک برنامه رایانه‌ای در محیط Grads تدوین گردید که برای هرروز و هرماه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل محاسبه شد. سپس از طریق روش هاتزاکي و همکاران (۲۰۰۷: ۷۳۷-۷۲۷) در رابطه (۱) فازهای مختلف آن برای ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌دست آمد:

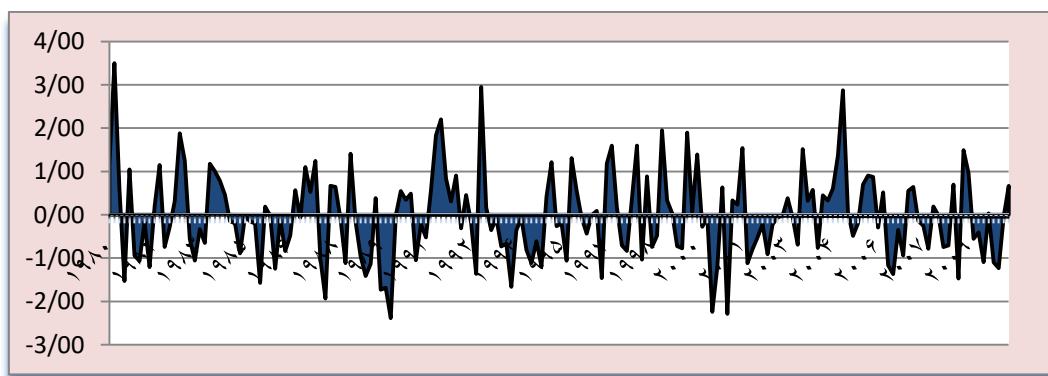
$$\text{EMO} = Z500(52.5, N, 25W) - Z500(32.5N, 22.5E) \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه Z = ارتفاع ژئوپتانسیل تراز (۳۰۰ یا ۵۰۰ هکتوپاسکال) می‌باشد. برای به‌دست آوردن شاخص EMO از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در دو نقطه به‌صورت ماهیانه و فصلی استفاده شده است. با توجه به این‌که اعداد حاصل، فازهای مثبت و منفی شاخص را نشان نمی‌دهند، بدین منظور از نمره Z از طریق رابطه (۲) استفاده شد:

$$Z = \frac{P_i - P}{SD} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که Z = داده‌های نرمال شده، P_i = مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل برای هرروز، P = میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل، SD = انحراف معیار بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز مورد نظر می‌باشد.

بنابراین زمانی که $Z \geq 0.5$ باشد شاخص EMO نمایانگر فاز مثبت و زمان $Z \leq -0.5$ ، فاز منفی را نشان می‌دهد. در مرحله بعد نمایه نوسان مدیترانه شرقی از اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل نرمال شده به‌صورت سری‌های زمانی ماهیانه، فصلی و سالیانه تنظیم گردید.



شکل ۳: روند تغییرات EMO در طول دوره آماری

داده‌های بارش ایستگاه‌های غرب ایران که شامل ۱۱ ایستگاه سنندج، کرمانشاه، همدان، اراک، خرم‌آباد، شهرکرد، اهواز، دزفول، تبریز، ارومیه و سقز هستند (جدول ۱) برای دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید و خلأهای آماری ایستگاه‌ها (دزفول، خرم‌آباد و اراک) از طریق روش تفاضل‌ها و نسبت‌ها بازسازی و از همگن بودن آن‌ها اطمینان حاصل شد و کنترل کیفی بر روی آن‌ها انجام گرفت. چون داده‌های شاخص مدیترانه شرقی به شکل استاندارد شده به‌دست آمدند، لذا جهت همسان‌سازی از داده‌های استاندارد شده بارش استفاده گردید.

برای انجام مطالعات پیوند از دور روش اصلی، روش تحلیل همبستگی پیرسون است که در این مطالعه نیز از روش‌های اصلی بوده و در کنار آن از روش آمار توصیفی و تحلیل خطی و پلی نومیال نیز استفاده شده است. در نتیجه بعد از تشکیل ماتریس داده‌های استاندارد شده‌ی بارش، بین آن‌ها و داده‌های EMO به صورت روزانه، ماهیانه، فصلی و سالیانه، آزمون همبستگی پیرسون انجام گرفت. در این پژوهش با توجه به شدت و نوع ناهنجاری‌های بارشی، فصل زمستان را دسامبر، ژانویه و فوریه (DJF) و فصل بهار را مارس، آوریل و می (MAM) به عنوان تعریف استاندارد فصل در نظر گرفته شد که زمستان‌های هرسال با استفاده از داده‌های دسامبر سال قبل تنظیم گردید.

یافته‌ها و بحث

- بررسی آماری

موقعیت جغرافیایی، ارتفاع، شاخص‌های گرایش به مرکز و پراکنش بارش ایستگاه‌های غرب ایران در طول دوره آماری ۳۰ ساله از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۰ محاسبه و در (جدول ۱) درج شده است. ارتفاع به متر، بارش به میلی‌متر و ضریب تغییرات به درصد بیان شده است. با توجه به این جدول، ضریب تغییرات بالای بارش در این ایستگاه‌ها مهم‌ترین ویژگی اقلیمی در طول فصول بارش بوده است، به طوری که ایستگاه اراک با ۳۶/۱ درصد بالاترین و همدان با ۲۲/۶ درصد پایین‌ترین ضریب تغییرپذیری را به خود اختصاص داده‌اند. ایستگاه خرم‌آباد با ۴۸۷ میلی‌متر بیش‌ترین بارش و اهواز با ۲۳۴ میلی‌متر کم‌ترین بارش سالانه را داشته‌اند.

جدول ۱- ایستگاه‌های مورد مطالعه و موقعیت و وضعیت آماری آن‌ها

| ضریب تغییرات | انحراف معیار | چولگی | میانگین بارش | ارتفاع | عرض | طول | |
|--------------|--------------|-------|--------------|--------|------|------|----------|
| ۳۶ | ۸۴/۱ | ۰/۸۹ | ۲۳۴ | ۲۲/۵ | ۳۱/۲ | ۴۸/۴ | اهواز |
| ۲۸/۷ | ۱۱۹ | ۰/۵ | ۴۱۶ | ۱۴۳ | ۳۲/۲ | ۴۸/۲ | دزفول |
| ۲۶ | ۸۵/۱۶ | ۰/۳۶ | ۳۲۹ | ۲۰۴۹ | ۳۲/۲ | ۵۰/۵ | شهرکرد |
| ۲۴/۵ | ۱۱۹/۶ | ۰/۴۹ | ۴۸۷ | ۱۱۴۸ | ۳۳/۳ | ۴۸/۲ | خرم‌آباد |
| ۲۶/۴ | ۸۲/۶ | ۰/۲۲ | ۳۱۲ | ۱۷۰۸ | ۳۴/۶ | ۴۹/۵ | اراک |
| ۲۲/۶ | ۷۱/۸ | ۰/۵۸ | ۳۱۸ | ۱۷۴۱ | ۳۴/۵ | ۴۸/۳ | همدان |
| ۲۳/۳ | ۱۰۱ | ۰/۴۲ | ۴۳۳ | ۱۳۱۹ | ۳۴/۲ | ۴۷/۹ | کرمانشاه |
| ۲۸ | ۱۲۱/۸ | ۰/۴۳ | ۴۳۵ | ۱۳۷۳ | ۳۵/۲ | ۴۷ | سنندج |
| ۲۸/۲ | ۱۳۴ | ۰/۵۴ | ۴۷۴ | ۱۵۲۳ | ۳۶/۱ | ۴۶/۲ | سقز |
| ۲۶/۲ | ۶۷/۱ | ۰/۶۶ | ۳۱۲ | ۱۳۶۱ | ۳۸/۵ | ۴۶/۲ | تبریز |
| ۳۲/۲ | ۱۰۱ | ۱/۰۶ | ۳۱۳ | ۱۳۱۶ | ۳۷/۳ | ۴۵/۵ | ارومیه |

- بررسی ارتباط ماهانه

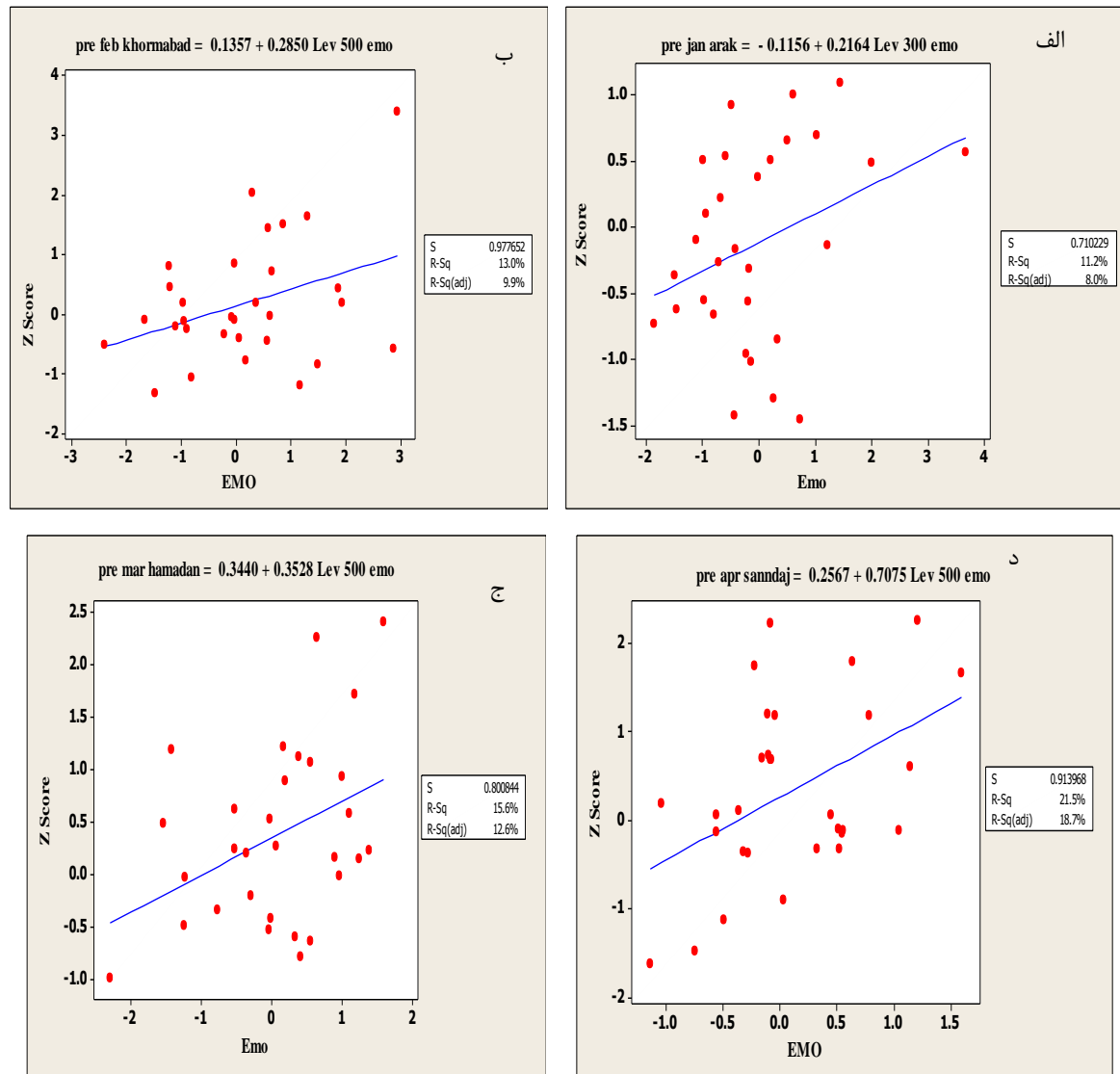
برای تشخیص وجود یا عدم وجود همبستگی بین تغییرات مقادیر EMO و تغییرات بارش، داده‌های ایستگاه‌ها به صورت ماهانه مرتب و با استفاده از آزمون همبستگی تجزیه و تحلیل شد که (جدول ۲) نتایج آنالیز همبستگی ماهانه ایستگاه‌های غرب کشور را نشان می‌دهد. بر اساس این تحلیل، رابطه بین دو متغیر مورد نظر در ماه دسامبر در نیمه جنوبی منفی و در نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه مثبت بوده است. همبستگی بین بارش و EMO در ماه ژانویه برای ایستگاه اراک، در ماه فوریه برای ایستگاه خرم‌آباد، در مارس برای ایستگاه‌های سنندج، خرم‌آباد، همدان و دزفول و در ماه آوریل تنها برای سنندج در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بوده است. معنادار بودن و مثبت و منفی بودن ضرایب نشان می‌دهد که شاخص مدیترانه شرقی بر بارش این ایستگاه‌ها تأثیر مستقیم و مثبت داشته است و نوسانات بارش آن‌ها از ناهنجاری‌های این شاخص پیروی کرده است. در عوض در ماه می ارتباط معنی‌داری بین آن‌ها دیده نشده است و ایستگاه‌های اهواز، کرمانشاه و تبریز در تمام ماه‌های مورد مطالعه از همبستگی معنی‌داری برخوردار نبودند. از نظر سینوپتیکی نیز مطالعاتی که قبلاً انجام شده، نتایج حاصل را برای غرب کشور تأیید کرده است، زیرا بر اساس مطالعات هاتزاک و همکاران (۲۰۰۷: ۷۳۷-۷۲۷)، در فاز مثبت نوسان مدیترانه شرقی، جریان همگرایی و شرایط سیکلون‌زایی در شرق مدیترانه و شمال شرقی آفریقا باعث افزایش انتقال رطوبت به غرب و جنوب غرب ایران شده است. در چنین وضعیتی کم‌فشار سودانی باعث انتقال رطوبت از روی دریای سرخ به مناطق شمال شرقی شده و در مطالعاتی که لشگری (۱۳۸۲: ۱۸-۱)، مفیدی و زرین (۱۳۸۴: ۱۳۶-۱۱۸) و چاکرآبارتی و همکاران (۲۰۰۶: ۶۱۷-۵۹۸) انجام داده‌اند این نتایج نیز اثبات شده است.

جدول ۲- همبستگی ماهانه بین شاخص مدیترانه شرقی و بارش ایستگاه‌های غرب کشور

| می | آوریل | مارس | فوریه | ژانویه | دسامبر | |
|-------|--------|--------|-------|--------|--------|----------|
| -۰/۱۴ | -۰/۰۴ | ۰/۲۹ | ۰/۲۳ | ۰/۱۳ | -۰/۱۲ | اهواز |
| -۰/۰۸ | ۰/۱۱ | ۰/۲۰ | ۰/۳۰ | ۰/۲۴ | *۰/۳۱ | شهرکرد |
| -۰/۰۸ | -۰/۰۲ | *۰/۳۳ | *۰/۳۸ | ۰/۲۸ | ۰/۱۳ | خرم‌آباد |
| -۰/۰۲ | ۰/۱۱ | ۰/۰۶ | -۰/۰۶ | ۰/۰۷ | -۰/۰۴ | کرمانشاه |
| -۰/۰۲ | ۰/۱۶ | *۰/۳۲ | -۰/۰۷ | -۰/۰۸ | -۰/۰۲ | همدان |
| -۰/۱۷ | **۰/۴۶ | ۰/۱۸ | -۰/۱۴ | ۰/۱۸ | ۰/۱۵ | سنندج |
| -۰/۰۶ | ۰/۱۹ | **۰/۴۱ | ۰/۱۷ | -۰/۰۶ | ۰/۲۰ | سقز |
| ۰/۰۳ | ۰/۰۷ | ۰/۱۶ | ۰/۱۴ | ۰/۲۱ | ۰/۰۴ | تبریز |
| ۰/۱۳ | ۰/۰۴ | *۰/۳۲ | ۰/۲۰ | ۰/۱۲ | -۰/۰۲ | دزفول |
| -۰/۱ | -۰/۰۳ | ۰/۱۲ | ۰/۱۸ | *۰/۳۴ | -۰/۱۶ | اراک |
| ۰/۰۳ | ۰/۱ | -۰/۰۹ | ۰/۰۷ | ۰/۰۵ | ۰/۲۴ | ارومیه |

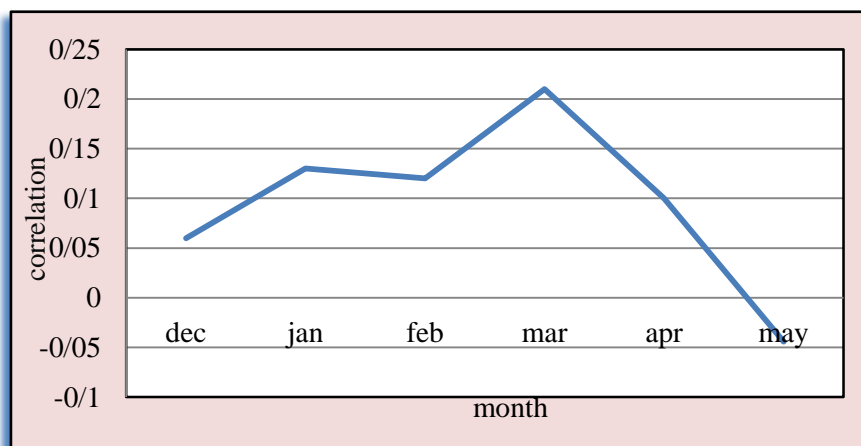
* همبستگی در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. ** همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

(شکل ۴) همبستگی ماهانه بین الگوی EMO و بارش را در ایستگاه‌های اراک، خرم‌آباد، همدان و سنندج را نشان می‌دهد. بین بارش ایستگاه‌ها و مقادیر نوسان مدیترانه شرقی در این ایستگاه‌ها همبستگی قوی وجود داشته است.



شکل ۴: همبستگی ماهانه بارش و الگوی مدیترانه شرقی الف. ژانویه ب. فوریه ج. مارس د. آوریل

(شکل ۵) تغییرات ماهانه ضریب همبستگی بین متوسط بارش استاندارد شده ایستگاه‌ها و نوسان مدیترانه شرقی را نشان می‌دهد. بیش‌ترین همبستگی بین داده‌های بارش با نمایه مذکور مربوط به ماه مارس بوده است که همبستگی مثبت قوی می‌باشد و در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار بوده است. در مقابل ماه می کم‌ترین همبستگی را با بارش غرب ایران داشته است. همبستگی بین این الگو و بارش در همه ماه‌های بارشی غیر از می مثبت بوده است.



شکل ۵: تغییرات ضریب همبستگی ماهانه EMO و بارش استاندارد شده

- بررسی ارتباط فصلی و سالانه

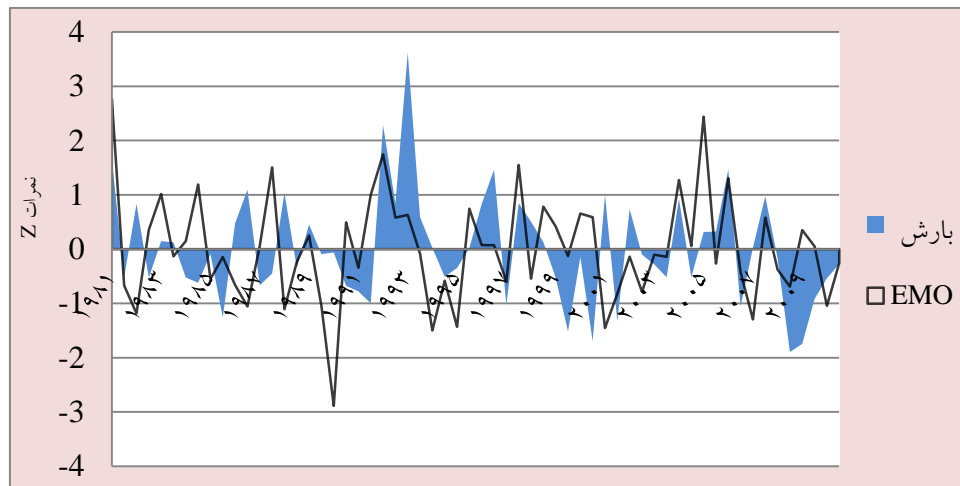
(جدول ۳) همبستگی تغییرات مقادیر EMO و تغییرات فصلی بارش ایستگاه‌ها غرب کشور را نشان می‌دهد. در فصل زمستان ایستگاه‌های سقز و شهرکرد به ترتیب با ۰/۶۰ و ۰/۴۲ و در فصل بهار اهواز با ۰/۴۳ و دزفول با ۰/۳۶ بالاترین همبستگی را با شاخص EMO داشتند که در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بودند.

جدول ۳- همبستگی فصلی بین شاخص مدیترانه شرقی و بارش ایستگاه‌های غرب کشور

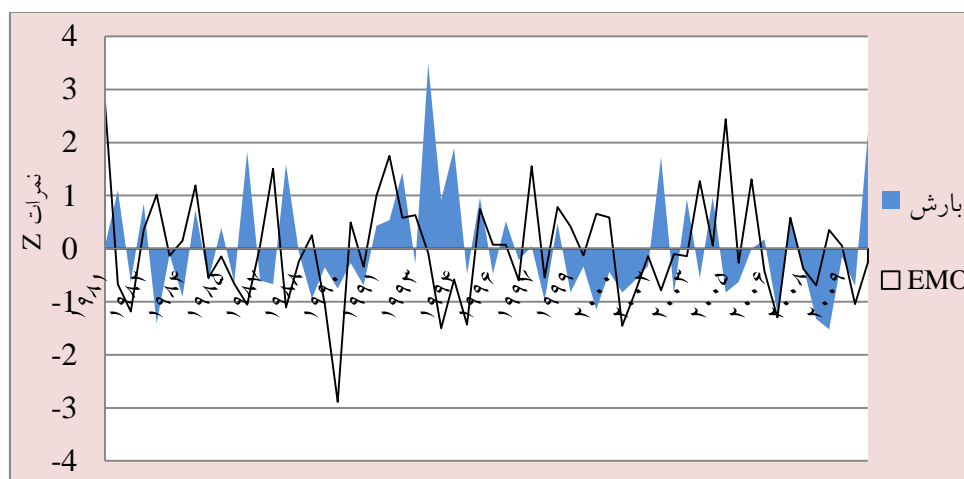
| ایستگاه | زمستان | بهار | ایستگاه | زمستان | بهار |
|----------|--------|--------|---------|--------|-------|
| اهواز | ۰/۱۹ | **۰/۴۳ | سقز | **۰/۶۰ | ۰/۳۱ |
| شهرکرد | **۰/۴۲ | ۰/۰۸ | تبریز | ۰/۲۰ | -۰/۱۵ |
| خرم‌آباد | *۰/۳۷ | ۰/۱۳ | دزفول | ۰/۱۹ | *۰/۳۶ |
| کرمانشاه | -۰/۰۷ | ۰/۲۲ | اراک | ۰/۲۹ | ۰/۰۶ |
| همدان | ۰/۲۰ | ۰/۱۷ | ارومیه | -۰/۲۰ | -۰/۱۴ |
| سنندج | *۰/۴۰ | ۰/۲۹ | - | - | - |

(شکل‌های ۶ و ۷) فازهای مثبت و منفی نوسان مدیترانه شرقی و دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی ایستگاه‌های خرم‌آباد و ارومیه را نشان می‌دهند که هماهنگی دوره‌های ترسالی-خشک‌سالی با فازهای EMO کاملاً قابل مشاهده می‌باشد، به طوری که در سال‌های ۱۹۸۱، ۱۹۸۴، ۱۹۹۲، ۱۹۹۷، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ که شاخص دارای فاز مثبت بوده، ایستگاه شهرکرد با دوره‌های ترسالی روبرو بوده است و سال‌های ۱۹۸۲، ۱۹۸۶، ۱۹۹۰، ۲۰۰۱، ۲۰۰۷ و ۲۰۱۰ که EMO در فاز منفی بوده در جنوب منطقه مورد مطالعه خشک‌سالی وجود داشته است. این وضعیت در مورد

ایستگاه‌های نیمه شمالی مانند ارومیه برعکس بوده است؛ زیرا در این سال‌ها دوره‌های ترسالی تجربه کرده‌اند. تغییرات بارش در طول فازهای منفی و مثبت به ترتیب منجر به دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی شدید در طول دوره آماری شده است؛ به عبارتی در فاز منفی در شمال منطقه دوره‌های ترسالی و در فاز مثبت دوره‌های خشک‌سالی غلبه داشته است.



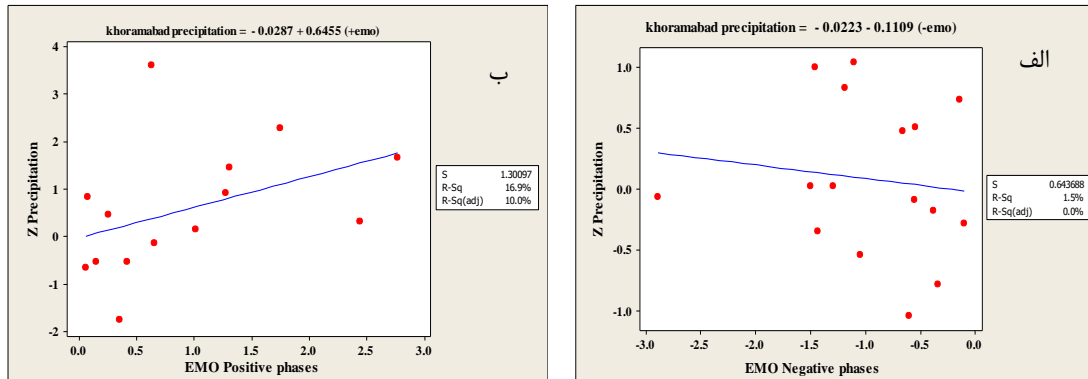
شکل ۶: روند تغییرات بارش و تأثیرپذیری آن از EMO در طول دوره آماری (خرم‌آباد)



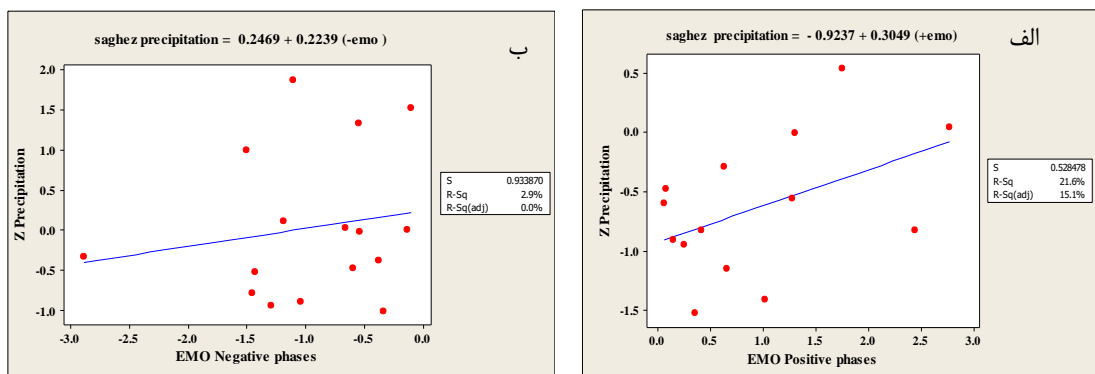
شکل ۷: روند تغییرات بارش و تأثیرپذیری آن از EMO در طول دوره آماری (ارومیه)

به‌منظور شناسایی نوع ارتباط بارش ایستگاه‌هایی که بالاترین ضریب همبستگی ماهانه و فصلی با EMO داشته‌اند. مدل هم‌تغییری بارش-نوسان EMO در (شکل‌های ۸ و ۹) ترسیم گردید. ارتباط و تأثیر بارش از ناهنجاری‌های

ارتفاع ژئوپتانسیل نوسان مدیترانه شرقی در این شکل‌ها به خوبی مشاهده می‌شود و نتایج به دست آمده در شکل‌های قبلی را تأیید می‌نمایند.



شکل ۸: هم‌تغییری EMO و بارش خرم‌آباد (نماینده معرف نیمه جنوبی) الف. فاز منفی ب. فاز مثبت



شکل ۹: هم‌تغییری EMO و بارش سقز (نماینده معرف نیمه شمالی) الف. فاز مثبت ب. فاز منفی

(شکل ۱۰) تفاوت بارش متوسط فازهای منفی و مثبت فصل زمستان و مقایسه آن‌ها با میانگین بارش دوره آماری را نشان می‌دهد. تأثیر الگوی EMO بر بارش ایستگاه‌های شمال غرب و جنوب غرب کشور متفاوت بوده است. در فاز مثبت میانگین بارش نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه به طور معنی‌داری بالاتر از متوسط بارش ایستگاه‌های نیمه شمالی و همین‌طور بالاتر از میانگین بارش کل دوره آماری بود و ایستگاه‌های نیمه شمالی منطقه بارش کم‌تری داشته‌اند، حتی از میانگین بارش دوره آماری نیز پایین‌تر بوده است. این حالت نشان می‌دهد در سال‌هایی که مدیترانه شرقی تمایل به فاز مثبت داشته، بارش ایستگاه‌های جنوب منطقه نسبت به زمان‌هایی که فاز منفی برقرار بوده بارش بیش‌تری داشته است. در ایستگاه‌های شمال منطقه مانند تبریز، سقز، ارومیه و سنندج، بارش بیش‌تر از میانگین دوره آماری بوده است، به عبارت دیگر تأثیر این الگو بر نیمه شمالی و جنوبی منطقه مورد مطالعه برعکس هم دیگر است (جدول ۴). بعضی مطالعات صلاحی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۵۱) ثابت کرده‌اند که بین بارش آذربایجان و دیگر

شاخص‌های اقلیمی همبستگی ضعیفی وجود داشته است؛ درحالی‌که در این مطالعه ثابت شد همبستگی قوی بین EMO و بارش شمال‌غرب ایران وجود داشت.

در فاز منفی بارش ایستگاه‌های نیمه شمالی حداقل از یک میلی‌متر در فصل زمستان در ایستگاه همدان تا حداکثر ۸ میلی‌متر در ایستگاه سنندج افزایش یافته است. همچنین در نیمه جنوبی منطقه از حداقل ۴ میلی‌متر در اهواز تا ۲۰ میلی‌متر در ایستگاه خرم‌آباد کاهش داشته است؛ اما در فاز مثبت افزایش بارش در نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه از حداقل ۵ میلی‌متر در اهواز تا ۴۱ میلی‌متر در خرم‌آباد بوده است و در مقابل زمستان نیمه شمالی تا ۹ میلی‌متر کاهش بارش داشته است.



شکل ۱۰: تفاوت بارش میانگین (mm) فصل زمستان و مقایسه آن‌ها با میانگین بارش دوره آماری الف. فاز مثبت ب. فاز منفی

(شکل ۱۱) تفاوت بارش متوسط فصل بهار در فازهای منفی و مثبت و مقایسه آن‌ها با میانگین بارش دوره آماری برای نیمه جنوبی و شمالی منطقه را نشان می‌دهد.

همبستگی بارش و نوسان EMO در فاز منفی در فصل بهار در تمام ایستگاه‌ها به جز سقر معنی‌دار نبود. در حالی که در فاز مثبت این همبستگی برای ایستگاه‌های اهواز، دزفول، تبریز و ارومیه در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بودند. تأثیرپذیری بارش بهار از فاز مثبت، دارای همبستگی مستقیم و مثبت بوده است. بارش ایستگاه‌ها به جز تبریز و ارومیه در فاز مثبت از ۵ میلی‌متر در شهرکرد تا ۲۱ میلی‌متر در ایستگاه کرمانشاه نسبت به میانگین دوره آماری افزایش داشته است. نتایج نشان می‌دهد تأثیر الگوی مدیترانه شرقی بر بارش غرب ایران در فصل بهار ضعیف‌تر از فصل زمستان است. علت این حالت در نوع بارش‌های شمال غرب در فصل بهار که عمدتاً همرفتی هستند (علیچانی، ۱۳۷۵) و تضعیف الگوی EMO در این فصل می‌باشد (هاتزگی و فولکاس، ۲۰۰۷).



شکل ۱۱: تفاوت بارش میانگین (MM) فصل بهار و مقایسه آن‌ها با میانگین بارش دوره آماری الف. فاز منفی ب. فاز مثبت

جدول ۴- تأثیرات EMO بر بارش منطقه مورد مطالعه در طول دوره آماری در فصول زمستان و بهار

| | | |
|---------------------------------|---------------------------------|--------------|
| نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه | نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه | |
| بارش بالاتر از میانگین: ترسالی | بارش کم تر از میانگین: خشک سالی | فاز مثبت EMO |
| بارش کم تر از میانگین: خشک سالی | بارش بالاتر از میانگین: ترسالی | فاز منفی EMO |

- تحلیل سینوپتیکی

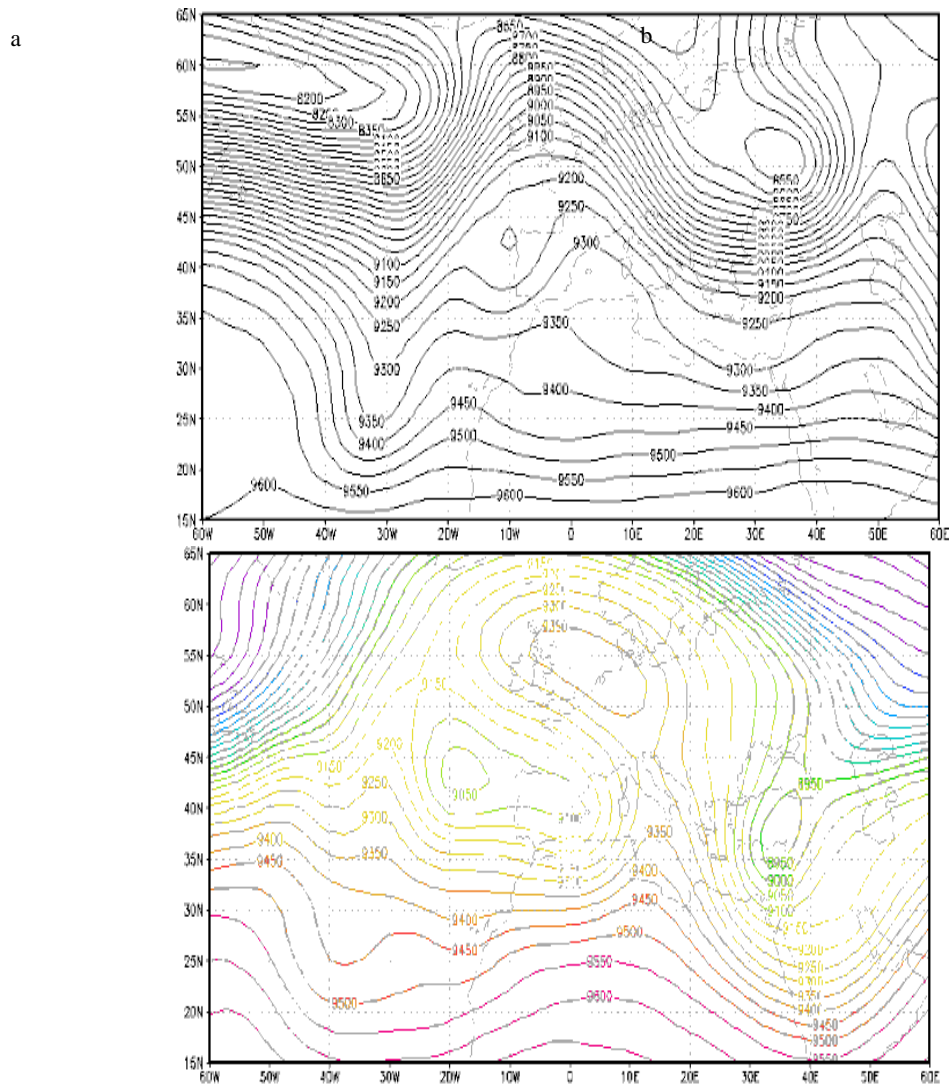
برای اطمینان از اثر الگوهای پیوند از دور بر عناصر اقلیمی به ویژه بارش، تنها تجزیه و تحلیل آماری کافی نیست و بایستی مستندات و نقشه های اقلیمی ارتباط را نیز در کنار شواهد آماری مورد بررسی قرار داد. (جدول ۵) تفاوت همبستگی بین بارش و فازهای منفی و مثبت EMO را در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد. همبستگی بین بارش و الگوی EMO در فاز منفی در همه ایستگاه ها به جز سنندج معکوس و در سطح ۱ درصد معنادار هستند.

جدول ۵- تفاوت همبستگی بین بارش و فازهای منفی و مثبت EMO در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

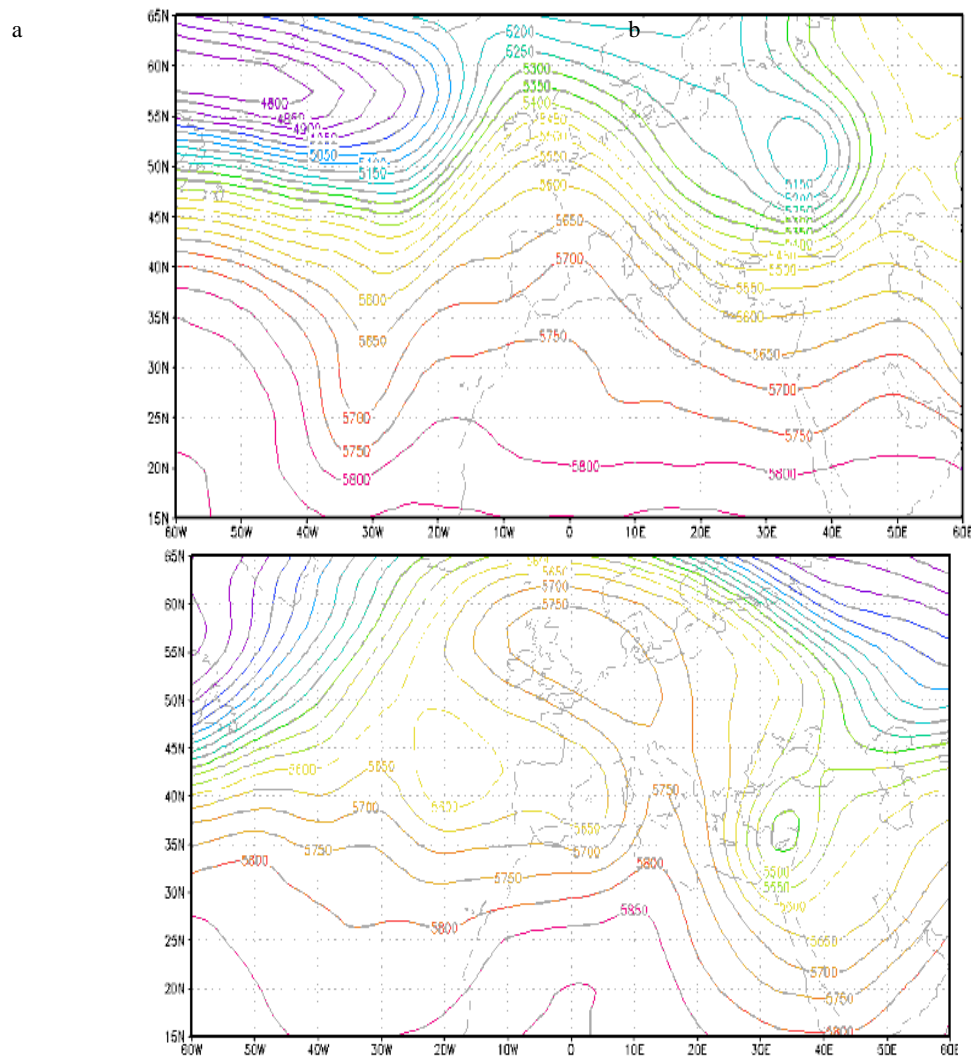
| سنندج | همدان | کرمانشاه | خرم آباد | شهرکرد | ارومیه | تبریز | سقز | اراک | دزفول | اهواز | تراز | همبستگی |
|-------|-------|----------|----------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|----------|
| -۰/۴۵ | -۰/۴۷ | -۰/۳۲ | -۰/۵۰ | -۰/۳۶ | -۰/۲۰ | -۰/۲۴ | ۰/۴۱ | -۰/۳۹ | -۰/۲۸ | -۰/۳۰ | ۳۰۰ | فاز مثبت |
| -۰/۴۶ | -۰/۴۸ | -۰/۳۶ | -۰/۵۸ | -۰/۳۸ | -۰/۲۴ | -۰/۲۹ | ۰/۴۶ | -۰/۴۲ | -۰/۳۹ | -۰/۳۴ | ۵۰۰ | فاز مثبت |
| ۰/۰۱ | -۰/۰۲ | -۰/۰۵ | -۰/۱۰ | -۰/۱۰ | -۰/۲۱ | ۰/۱۳ | ۰/۲۵ | -۰/۱۰ | -۰/۲۰ | -۰/۲۳ | ۳۰۰ | فاز منفی |
| ۰/۱۱ | -۰/۱۹ | -۰/۱۷ | -۰/۱۵ | -۰/۱۷ | -۰/۲۳ | ۰/۱۹ | -۰/۲۵ | -۰/۲۷ | -۰/۳۶ | -۰/۳۸ | ۵۰۰ | فاز منفی |

در هیچ ایستگاهی همبستگی های تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال این الگو در فاز منفی معنی دار نبود؛ در حالی که در فاز مثبت این همبستگی برای همه ایستگاه ها به جز ارومیه معنی دار بوده است. در فاز مثبت همبستگی معکوس با مقادیر الگو وجود داشته است. میزان همبستگی فاز مثبت الگو با بارش در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قوی تر و اکثراً در سطح ۵ درصد معنادار بودند. ضرایب همبستگی قوی نشان می دهد در تراز ۵۰۰ الگوی مدیترانه شرقی نسبت به تراز ۳۰۰

هکتوپاسکال بین این دو پارامتر ارتباط قوی‌تری وجود داشته است. همچنین تأثیر الگو بر بارش غرب کشور در فاز مثبت قوی‌تر بوده است. (شکل‌های ۱۲ و ۱۳) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نوسان مدیترانه شرقی در فازهای منفی و مثبت را نشان می‌دهند. در فاز مثبت، وقتی که ارتفاع ژئوپتانسیل هسته جنوبی کاهش یافته است، گردش سیکلونی شمال سو در شرق مدیترانه، بارش را به نیمه غربی ایران گسیل کرده است. ناهه‌ها و یک مرکز کم‌فشار در شرق مدیترانه با منحنی میزان‌های ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متری و پشته‌ای همراه با مرکزی پرفشار در اطلس شمال‌شرقی مشاهده می‌شود. هسته‌ای امگایی در مرکز اروپا شکل گرفته که باعث کندی حرکت امواج بادهای غربی و ریزش هوای سرد شمالی همراه با تقویت رطوبت از طریق دریاهای مدیترانه و سرخ شده است. در جلوی این هسته، در جنوب شرق آن که شرق مدیترانه را در استیلای خود قرار داده، شرایط برای تاوایی مثبت و تشکیل سیکلون فراهم شده است.



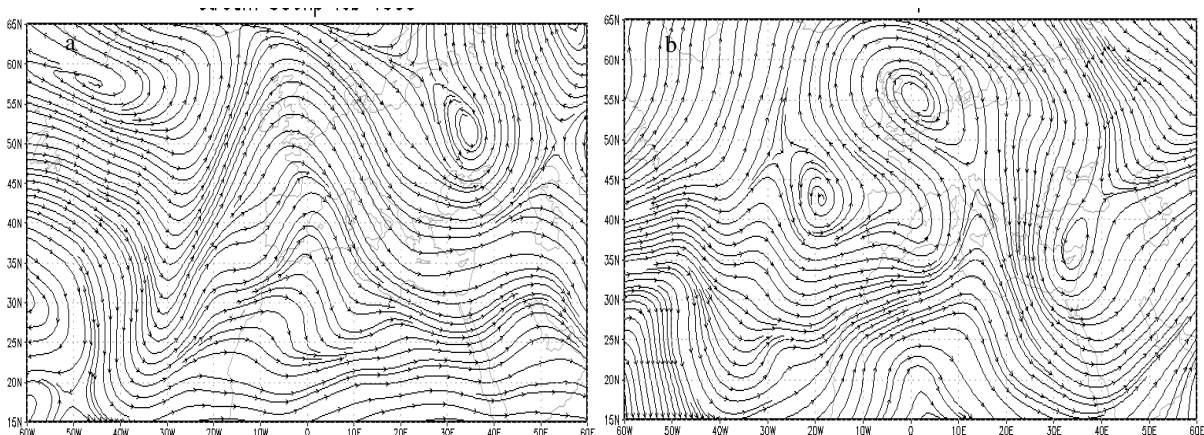
شکل ۱۲: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال = فاز منفی و = فاز مثبت



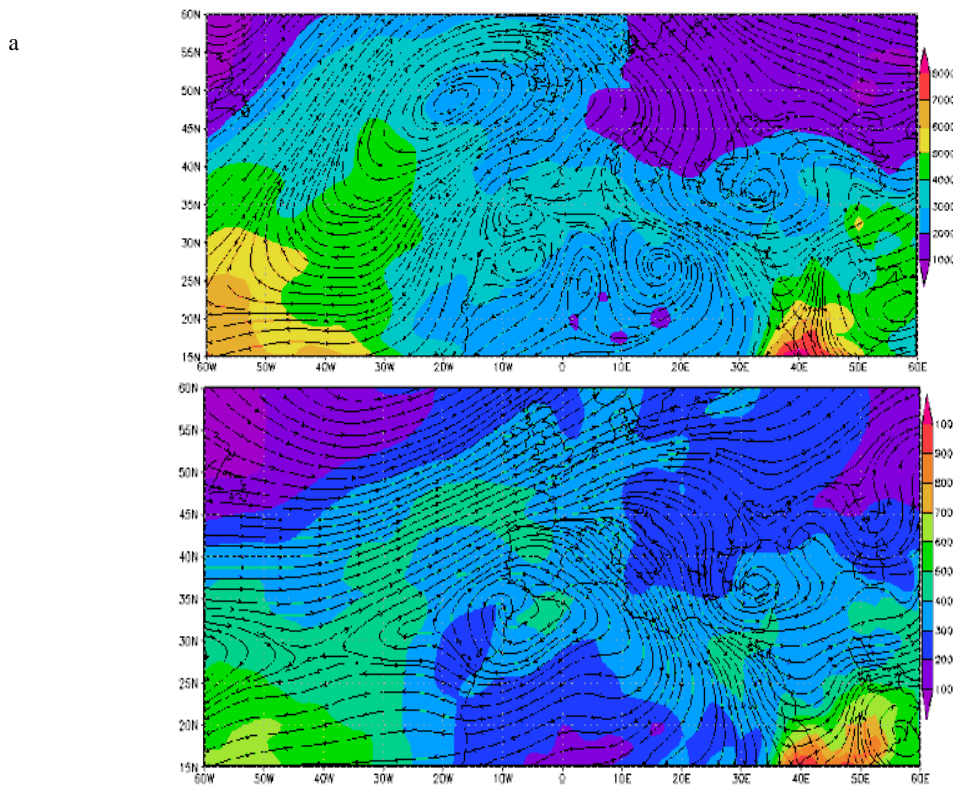
شکل ۱۳: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال =a فاز منفی و b = فاز مثبت

نقشه‌های جریان هوا و شار رطوبت (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) نشان می‌دهد ابتدا شرق مدیترانه سپس خاورمیانه و غرب ایران تحت تأثیر قرار گرفته است و وزش هوا از جنوب اطلس به غرب و شمال غرب اروپا باعث افزایش بارش در این منطقه شده است. در فاز مثبت این وضعیت کاملاً برعکس شده و انتقال رطوبت از مدیترانه و دریای سرخ به سمت ایران باعث افزایش بارش در غرب کشور شده است. در فاز مثبت یک هسته رودباد در شمال آفریقا با سرعت مرکزی ۶۰ متر بر ثانیه در شمال آفریقا، باعث انتقال رطوبت به غرب ایران شده است، در مقابل در فاز منفی سرعت مرکزی این هسته به ۴۵ متر بر ثانیه کاهش یافته و به نوعی تضعیف شده است. در نتیجه کاهش بارندگی را به دنبال داشته است. (شکل ۱۵) انتقال وزش رطوبت را در زمان ایجاد فازهای منفی و مثبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در این نقشه‌ها، مقادیر مثبت نشانه انتقال رطوبت و ارقام منفی نشانه رطوبت‌زدایی باد است. جهت بردارها

نیز مسیر جریان و ریزش رطوبت به مناطق مختلف را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در نقشه دیده می‌شود عامل انتقال رطوبت از دریای سرخ به سمت جنوب غرب ایران و از دریای مدیترانه به سمت شمال غرب ایران وزش باد است. از تحلیل نقشه‌ها که شدیدترین فازهای منفی و مثبت را به ترتیب در فوریه ۱۹۹۰ و فوریه ۱۹۹۳ میلادی نشان می‌دهند، مشخص می‌شود که شرایط همگرایی و ایجاد سیکلون در شرق مدیترانه در طول فازهای مثبت شرایط را برای انتقال رطوبت دریای سرخ و مدیترانه به سمت غرب ایران فراهم کرده است و در طول فازهای منفی به علت عدم وجود چنین شرایطی، زمینه خشک‌سالی‌ها در طول فصول سرد سال ایجاد شده است.



شکل ۱۴: جریان هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال = فاز منفی و = فاز مثبت



شکل ۱۵: وزش رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال = فاز منفی و = فاز مثبت

نتیجه گیری

به منظور بررسی ارتباط بارش غرب ایران با نوسان مدیترانه شرقی (EMO)، اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل شمال شرق اقیانوس اطلس و شرق مدیترانه محاسبه و بعد از تشکیل ماتریس داده‌های استاندارد شده‌ی شاخص EMO و بارش ایستگاه‌های غرب کشور برای دوره ۳۰ ساله به صورت روزانه، ماهیانه، فصلی و سالیانه، آزمون همبستگی پیرسون بر روی آن‌ها انجام گرفت. نتایج نشان داد تغییرات مقادیر نوسان مدیترانه شرقی بر شدت و ضعف رخداد‌های خشک‌سالی-ترسالی بارش ایستگاه‌های غرب کشور تأثیر داشته است.

این نوسان بر بارش نیمه شمالی و جنوبی غرب ایران در فازهای منفی و مثبت تأثیر متفاوتی داشته است. به عبارتی، در فاز منفی ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به هسته جنوبی کاهش و آنومالی منفی قوی در شمال غربی اطلس گسترش یافت که با افزایش چرخش سیکلونی مشخص گردید و از سوی دیگر، یک آنومالی مثبت کم عمق روی شرق مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل شده است که موجب گردش آنتی سیکلونی و به دنبال آن باعث افزایش جریان غیرعادی جنوب به غرب در مدیترانه مرکزی و جهت غرب سوی در اطلس گردید؛ به گونه‌ای که بارش در زمستان نیمه شمالی از حداقل ۱ تا حداکثر ۸ میلی‌متر افزایش یافته است در مقابل در ایستگاه‌های جنوبی تا ۲۰ میلی‌متر کاهش بارش نسبت به میانگین دوره آماری مشاهده شده است. برعکس در فاز مثبت که یک حالت آنتی سیکلونی قوی سراسر اطلس شمال غربی را فرا گرفت و ارتفاع ژئوپتانسیل هسته شمالی بیش تر از ارتفاع ژئوپتانسیل هسته جنوبی شد، با پایداری و فشردگی آنتی سیکلونی و هوای گرم همراه گردید و در مقابل، شرایط سیکلونی در شرق مدیترانه گسترش یافته است. در این حالت جریان غیرعادی شمال سو در مدیترانه همراه با هوای سرد بر روی مناطق مختلف اطراف ریزش کرد و غرب ایران را نیز تحت تأثیر خود قرارداد؛ به گونه‌ای که در نیمه جنوبی از ۵ تا ۴۱ میلی‌متر افزایش بارش و در نیمه شمالی تا ۹ میلی‌متر کاهش بارش نسبت به میانگین دوره آماری رخ داده است.

در فصل بهار، با افزایش مقادیر مثبت نمرات استاندارد نوسان مذکور، بر میزان بارش بهاری افزوده شده است که از نظر همدیدی کاملاً منطقی به نظر می‌رسد، زیرا افزایش وضعیت سیکلون‌زایی در شرق مدیترانه و استقرار آنتی سیکلون در شمال شرقی اقیانوس اطلس باعث انتقال رطوبت دریای سرخ و مدیترانه از طریق کم فشار سودانی و سیکلون‌های شرق مدیترانه به غرب ایران شده است. در مقابل تنها ایستگاه‌های تبریز و ارومیه از این وضعیت استثنا بوده‌اند، به گونه‌ای که در این ایستگاه‌ها در فاز منفی به ترتیب ۴ و ۶ میلی‌متر نسبت به میانگین دوره آماری افزایش بارش مشاهده شده است؛ در حالی که سایر ایستگاه‌های نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه با کاهش بارش روبه‌رو بوده‌اند.

منابع

- خسروی، م؛ کریمی، ص؛ سلیقه، م (۱۳۸۶)، «ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان‌های دمایی»، *جغرافیا و توسعه*، شماره، ۹، صص ۱۳۶-۱۲۵.
- خورشیددوست، ع. م؛ قویدل رحیمی، ی؛ صنیعی، ر؛ یساری، ط؛ نوری، ح (۱۳۸۶)، «تحلیل نقش اطلس شمالی در نوسانات سالانه‌ی بارش حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، *فضای جغرافیایی*، شماره ۱۹، صص ۸۶-۶۳.
- صلاحی، ب؛ خورشیددوست، ع. م؛ قویدل رحیمی، ی (۱۳۸۶)، «ارتباط نوسان‌های گردش جوی اقیانوسی اطلس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۶۰، صص ۱۵۶-۱۴۷.
- عساکره، ح (۱۳۸۲)، «نوسانات اقیانوس اطلس شمالی»، *نشریه سپهر*، شماره ۴۸، صص ۳۰-۲۶.
- علیجانی، ب (۱۳۷۵)، «آب‌وهوای ایران»، تهران، انتشارات پیام نور.
- غیور، ح؛ خسروی، م (۱۳۸۰)، «تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۶۲، صص ۱۷۴-۱۴۱.
- قائمی، ه؛ عساکره، ح (۱۳۸۲)، «تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و ارتباط آن با نوسان اطلس شمالی»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۷۱، صص ۱۳۴-۱۱۶.
- قویدل رحیمی، ی؛ خوشحال دستجردی، ج (۱۳۸۹)، «جستاری پیرامون سختی زمستانی تبریز و ارتباط آن با نوسانات شمالگان»، *فصلنامه مدرس علوم انسانی*، شماره ۱، صص ۱۹۶-۱۷۹.
- لشگری، ح (۱۳۸۲)، «مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غربی ایران»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۴۶، صص ۱۸-۱.
- مرادی، ح (۱۳۸۳)، «شاخص نوسان اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۴۸، صص ۳۰-۱۷.
- مسعودیان، ا (۱۳۸۶)، «ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۹۱، صص ۱۸-۳.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ (۱۳۸۴)، «بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۲۰، صص ۱۳۶-۱۱۳.
- Blackmon, M. L., Lee, Y. H., Wallace, J. M., Hsu, H., (1984b), "Time variation of 500mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41: 981-991.
- Chakraborty, A., Behera, S., Mujumdar, M., Ohara, R., Yamagata, T., (2006), "Diagnosis of tropospheric moisture over Saudi Arabia and influences of IOD and ENSO", *Monthly Weather Review*, 134: 598-617.
- Conte, M., Giuffrida, A., Tedesco, S., (1989), "The Mediterranean oscillation. impact on precipitation and hydrology in Italy", In Conference on: Climate Water, *Publications of the Academy of Finland, Helsinki*, 11: 121-137.

- Dunkeloh, A., Jacobeit., J., (2003), "Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability (1948-98)", *Journal of Climatol*, 23:1843–1866.
- Esbensen, S. K., (1984), "A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700mb geopotential height field during the northern hemisphere winter", *Monthly Weather Review*, 112: 2016–2032.
- Feidas, H., Makrogiannis, T., Bora-Senta, E., (2004), "Trend analysis of air temperature time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955-2001", *Journal of Theoretical and Applied Climatology*, 79: 185–208.
- Gonzalez, I., S, Dejean, P. G., Martin, P., Baccini, A., (2008), "CCA: An R package to extend canonical correlation analysis" *Journal of Stat Softw*, 23 (12): 23-41. [on line]: <http://www.jstatsoft.org/v23/i12>.
- Hatzaki, M., Flocas, H. A., Asimakopoulos, D. N., Maheras, P., (2007), "The Eastern Mediterranean teleconnection pattern: Identification and definition", *Journal of Climatol*, 27: 727–737.
- Hatzaki, M., Helena, H. A., Flocas, T., Christos, G., (2009), "The impact of the eastern mediterranean teleconnection pattern on the Mediterranean climate", *Journal of Climate*, 22: 977-992.
- Helena, A., Flocas, T., Hatzaki, M., (2011), "Climatic variability in Eastern Mediterranean: dynamic mechanisms and impact on regional climate, energy, environment, ecosystems", *Development and Landscape Architecture*, 48: 113-115
- Horel, J. D., (1981), "A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500mb height field", *Monthly Weather Review*, 109: 2080–2092.
- Kushnir, Y., Wallace, J. M., (1989), "Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter: Geographical distribution, structure and time-scale dependence", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46: 3122–3142.
- Kutiel, H., Benaroch, Y., (2002), "North Sea-Caspian pattern (NCP): An upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: identification and definitions", *Theoretical and Applied Climatology*, 71: 17–28.
- Maheras, P., Tolika, K., Anagnostopoulou, C., Vafiadis, M., Patrikas, I., Flocas, H. A., (2004), "On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece", *International Journal of Climatology*, 24: 1695–1712.
- Piervitali, E., Colacino, M., Conte, M., (1997), "Signals of climatic change in the Central-Western Mediterranean Basin", *Theoretical and Applied Climatology*, 58: 211–219.
- Wallace, J. M., Gutzler, D. S., (1981), "Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter", *Monthly Weather Review*, 109: 784–812.